

第1表 日光、今市附近に起つた地震の記録

年	月	日	災害の起つた地方
1644	—	—	日光附近
1658	5	5	"
1683	5	17	"
1683	10	20	鬼怒川上流
1725	5	29	日光附近
1735	4	16	"
1755	4	21	"
1922	5	28	今市北東方
1923	1	26	今市南東方
1943	8	12	会津田島附近
1949	12	26	今市附近

怒川、男鹿川沿いの山地には、地盛り、山崩れのあつたと思われる地形が各所に見うけられるが、これは当時の地震の結果できたものではないかと考えられる。

鬼怒川地震帯と男鹿川破碎帯は略々同一地帯である。これらのことから、ダム建設予定地にかつておこつた地盛りの直接の原因が地震であつたということは、ほとんど疑う余地がない。すなわち地震による陥没地盛りであろう。なお大正3年秋田仙北郡におこつた地震について、

大橋良一* は詳細な観察を行つているが、それによれば、地盛り後の地形が当地域のそれと甚だよく類似している。

6. 結 論

以上の地質調査の結果を要約すると、ダムの建設予定地附近は、捕獲岩を多くもつている石英斑岩質岩石と花崗岩からなり、いずれも破碎作用を受けている。男鹿川の西側山腹には、かつておこつたと思われる地盛り地形の跡があり、この地盛りは破碎帯の中におこつた陥没地盛りで、その直接の原因は地震と考えられる。ダム予定地が、ダムサイトとして適当であるか不適当であるかということは必ずしも簡単に言えないが、以上のことからこの地点が地盛り地帯であることは疑う余地がない。しかしこの地盛りは過去におこつた地盛りで、現在は運動を行つておらず、安定していることは恐らく断定して差支えない。問題は地盛りの直接的原因が何であるかということである。これが本文で述べたように地震であるとすれば、この地域が鬼怒川地震帯にあることと考へあわせて、ダムを建設する上に十分注意する必要があるのではないかと思う。(昭和25年12月調査)

* 大橋良一：「大正3年秋田仙北郡に發したる地震につきて」、震災豫防調査報告、第82號

550.83: 627.8(521.23)

栃木縣五十里ダム物理探鑿調査および研究報告

金子 徹 一*

Résumé

Geophysical Survey at the Ikari Dam Site, near Kawaji, Tochigi Prefecture

by

Tetuichi Kaneko

In the case of dam site construction, geophysical data are considered to be important to classify many geological problems. For this purpose the geophysical survey was carried out at the Ikari dam site, Tochigi Prefecture.

The writer studied the depth and the

slope of sandgravel bed which construct the river bed at the planning place of dam site, by means of both the seismic and electric methods. Conclusively speaking, the depth of this river bed calculated from seismic exploration agrees with the data obtained from the boring results considering the variation of seismic wave velocity in direction and the mirrage phenomenon.

In this paper three appendixes are included, the titles of which are as follows:

I. The Apparent Resistivity near the Entrance of a Drift by I. Homma and T. Kaneko.

II. A Study of Variation of Seismic Wave Velocity in Direction by T. Kaneko

* 物理探査部

III. Calculation of Depth Considering Mirage Phenomen. by T. Kawashima and T. Kaneko.

1. 緒言

近年ダム建設に際して、地質および物理探鉱法による調査が漸次盛んに行われるようになった。そして、それぞれの土木機関に専門の人も、また物理探鉱の器械も整備されており、物理探鉱法による地質調査がかなり一般的になりつつある。そこでこの趨勢に何らかの寄與をすることができるならば幸であると考え、目下栃木縣塩谷郡藤原町に施工されつつある建設省五十里ダム現場附近の地質および物理探鉱による調査研究を行った。この報告はそのうち、物理探鉱に関するものである。

この仕事の実際の目的は、第1には物理探鉱法(主として地下資源の探鉱に用いられているのでこう呼ばれている)をこうした土木方面に應用する場合の種々な技術的問題を研究し、同時に、この地域で行われた地質調査といかに結びつけ総合して役立てて行くか、できれば今後こうした問題を取扱う場合に対する一般的經驗を持つておきたいこと。第2にダム建設上の地質的諸問題に対する資料の提出ということである。しかし何分調査に従事した期間が昭和25年末より翌26年はじめにかけての短期間であつたので、充分満足な結果が得られたわけではないが、ここに公表して各位の御批判をあおぎたい。

現地作業に当つては、建設省土木試験所、芥川眞知技官をはじめ、現地当局および鹿島建設株式会社の諸氏の好意ある協力、援助が得られたことに対して厚く感謝する次第である。また研究上指導あるいは協力していただいた芥川技官外土木試験所の方々、地質部、物理探鉱部の諸氏に対しても感謝の意を表したい。

なおこの仕事は筆者等の外に、現地における作業には蜷川親治、本間一郎、市川金徳、平沢清および武林陽一*の諸氏が、物理探鉱の解析には本間一郎、川島威および武林陽一氏等が参加した。

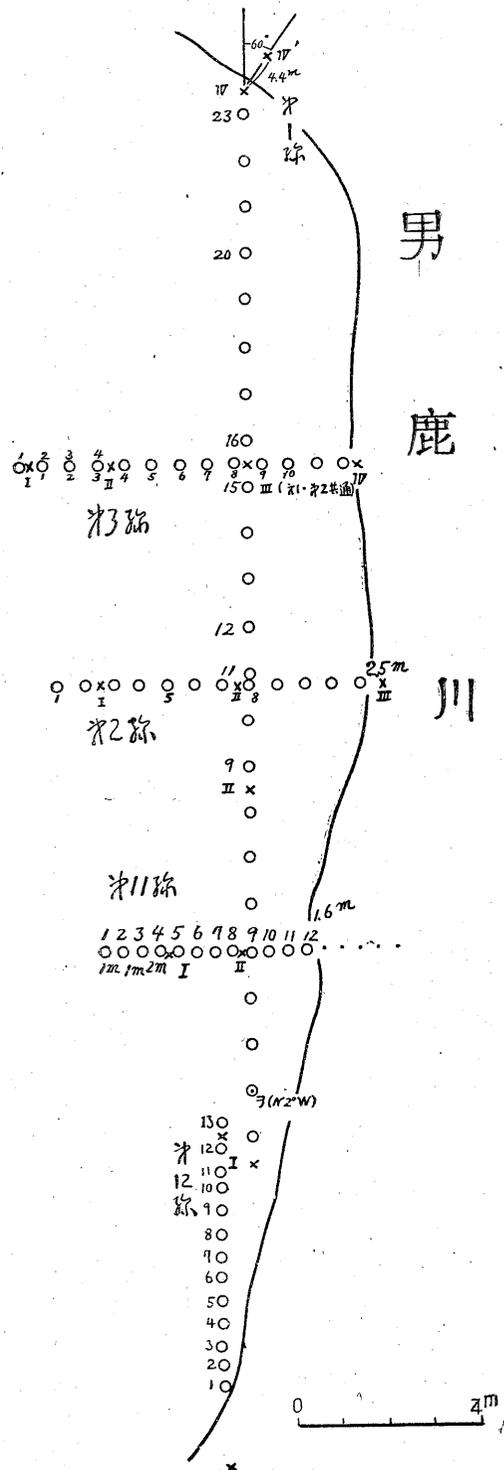
また、附録として加えてある3つの論文は調査結果の解析上、必要にせまられて計算されたもので、従つて、一般性の点で欠けるところもあるが、参考のために一緒に発表することにした。(1)については本間一郎氏、(3)については川島威氏が主として担当された。

また、調査地の位置および地質などについては同時に発表された今井功氏の報文を参照されたい。

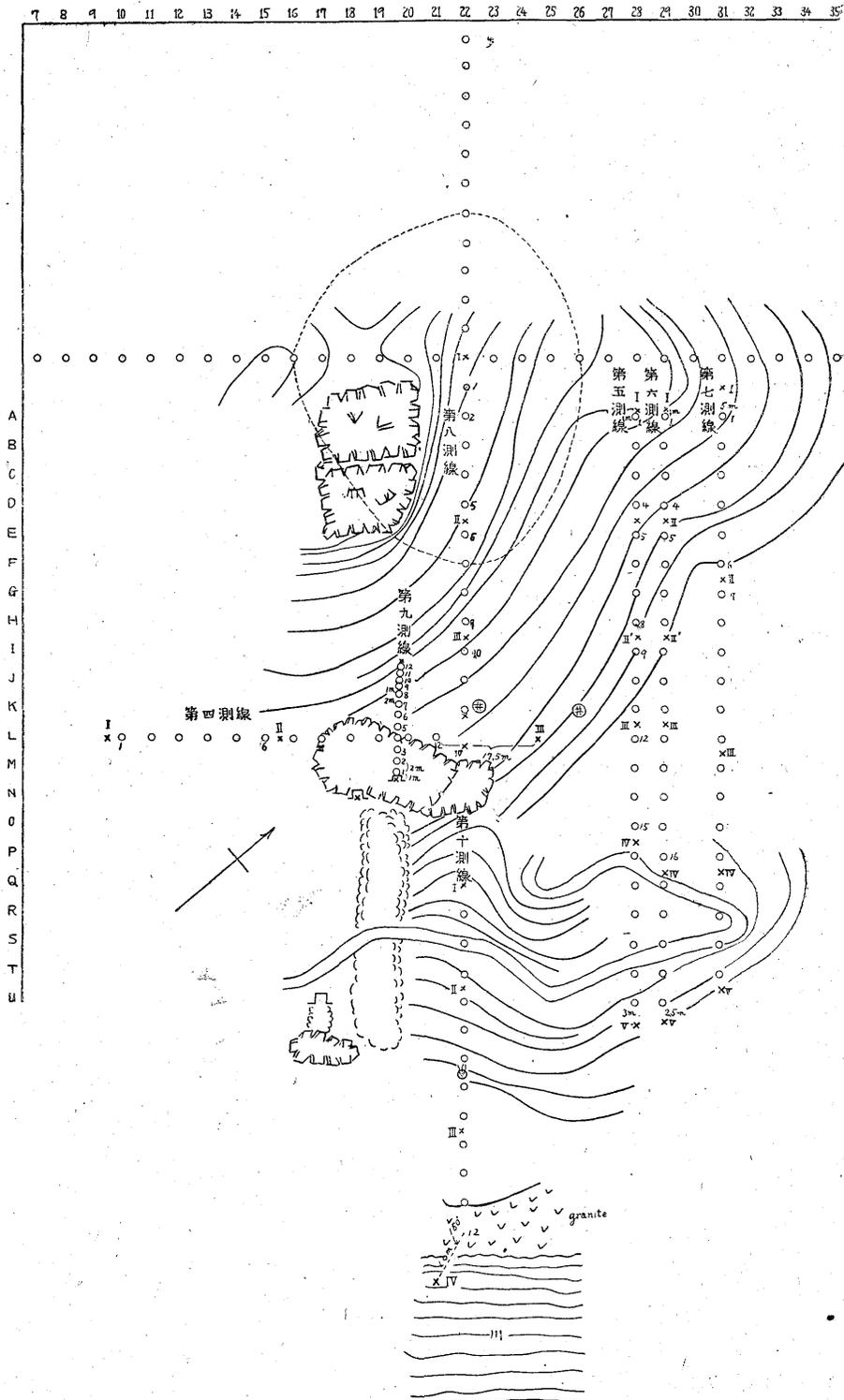
2. 調査方法

電気探鉱法: 比抵抗法および自然電位法, 使用器械は

* 当時東北大學工学部學生, 實習生として参加した



第1圖 五十里環堤地震ならびに電気探鉱測線圖 (河原の測線)



第2圖 五十里堰堤地震ならびに電気探鉱測線圖(山側の測線)

ギッシュルニ型大地抵抗測定器および電位差計を用いた。

地震探鉦法：屈折法により使用器械は S. S. C. 製 12 成分地震探鉦器である。

測点間隔は第 2, 3, 11, 12, 13 測線を除き 5m で、通常 2~4 点の爆破点をとつた。この地域は調査中工事が進行しており、ノイズ、レベルが高かつたので普通以上の火薬をかけたかつたのであるが、附近に事務所等があるため 200 gr 以上を用うることができなかった。爆発孔は 20~30 cm の手掘りもしくは水中にしかけた。

3. 測線配置

便宜上、調査地域を 2 つに分けて考えよう。1 つは男鹿川の河原でダム予定中心線より河下約 50 m から 200 m に至る地域で、河に大体平行な測線として、第 1, 第 12 の 2 測線を、直角方向に第 2, 3, 11 測線の 3 測線をとつた。これらの測線の配置は第 1 図に示す通りであるが、このほかに対岸に当る西岸の花崗岩の露頭の上に第 13 測線を加えた。今後、これらの測線を総称して河原の測線とよぶことにする。

予定されたダムの西翼に当る斜面は、平均 45 度の傾斜をなしている急峻な地形である。ここに第 4 (この測線は地形の都合により測定を行わなかつた)、5, 6, 7, 8, 9, 10, 14 測線を取り、このうち第 9 測線は坑道の中にとつてある。これらの測線の配置は第 2 図の如くである。なお、調査当時ダムの予定中心線は第 8, 10 測線を結ぶ線であった。前の例にならつて、これらの測線を山側の測線とよぶことにする。

4. 調査結果

a. 電気探鉦法

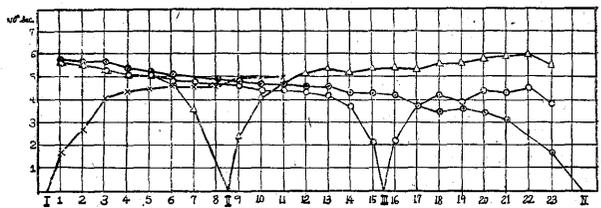
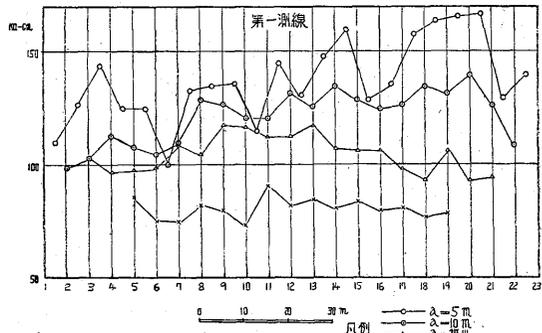
a-1. 自然電位法 第 5, 6, 7, 8, 9 測線について自然電位を測定したが、ほとんど最大振幅 30 mV 程度に不規則にあらわれ、特に記述することもない。ただ、第 9 測線(坑道内)において坑口より 13m (測点番号 7) 附近に周囲に対して電位の低い点が認められたが、その後の地質調査によれば、硫化鉄がわずかに鉦染していることがわかつた。

a-2. 比抵抗法 河原の測線で比抵抗法を行つたのは第 1, 2, 3 測線である。このうち、第 1 測線は最も長く、110 m で、とくに、この測線だけ中心を測点 9, 12, 15 にとつて垂直探査を実施してみた。水平探査は 2 極法により電極間隔 $a=5m, 10m, 20m, 40m$ の 4 つにとり、その測定値を第 9 図に示してある。すなわち、一般に電極間隔の小さいほど掛比抵抗は大きく、また、値のばらつきの場合も大きい。a の値の小さいときほど変化

の度合いの大きいということは、この測線ばかりでなくほかの測線についてもみられる一般的なことであるが、この理由としては、電極と大地との接触抵抗や電極附近の電気的性質の不規則性が電極間隔 a の小さいときは割合大きく影響するからと考えてよからう。

通常、基盤調査には垂直探査の方法が用いられている。この方法で基盤の深度を求める場合には、そのために延ばす電極の範囲程度では少なくとも電気的には水平に一樣な構造が仮定されている。このような条件は程度の差こそあれ厳密な意味では存在しないであろう。しかし、だからといって、こうした条件で解析することに意味がないわけではなく、それがどの程度までゆるせるかは、結論的には、私達の目的によるわけである。

従来とられていた垂直探査の方法は、例えば第 3 図の曲線を縦軸にそつて測ることである。すなわち、ある測点、例えば、測点 12 について考える場合、a の値をいろいろに変化させて計るのが垂直探査の方法であるから、第 3 図のごとく、中心の位置の僅かな違いが曲線の

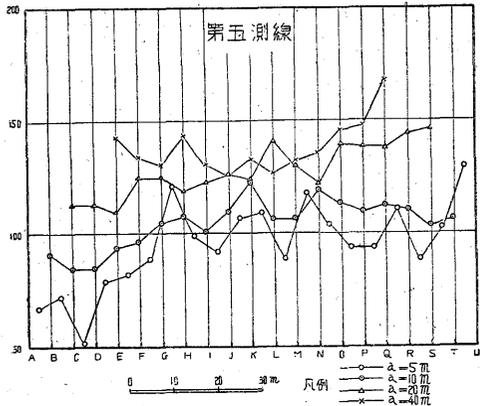


第 3 図 比抵抗および走時曲線 (第 1 測線)

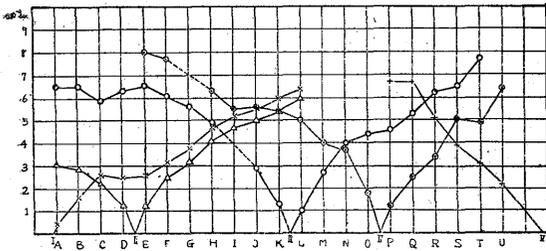
本質的な型に相当の変化を與えることはかなり問題がある。しかし、垂直探査の方法が、それ自体の中にふくんでいるような問題——前記のような地層の水平方向への一樣な抜がりの仮定——を別にして、接触抵抗等によつて不都合が起るものとするれば、基盤を求めるような目的としては、隣りあふ測点の値の加重平均値をその点の値とするような簡単な方法も考えられよう。

今日まで、このような地表の不規則性を打消して深度を出す方法は計算されていない。上記の問題を定量的に

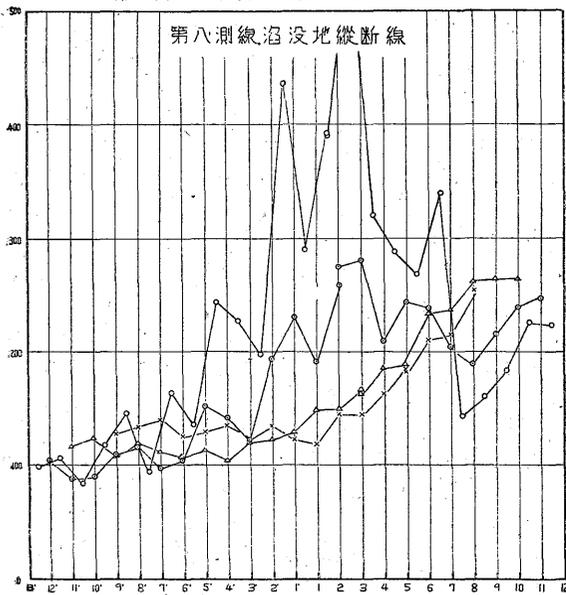
14-15



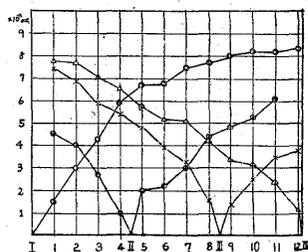
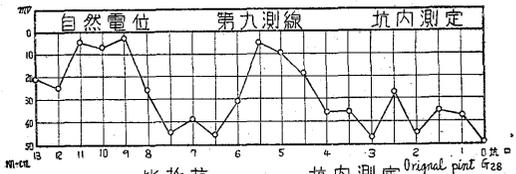
第4圖 比抵抗および走時曲線(第5測線)

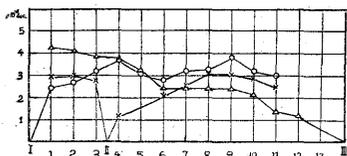
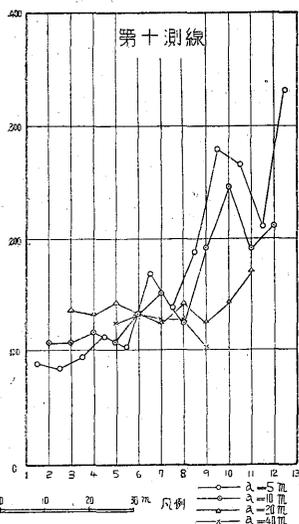


第5圖 比抵抗および走時曲線(第8測線)



第6圖 自然電位, 比抵抗および走時曲線(第9測線)





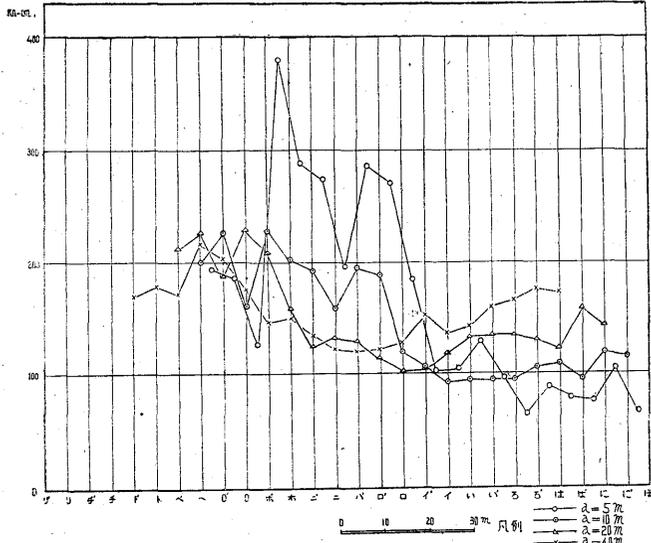
第7圖 比抵抗および走時曲線 (第10測線)

が、これについては当所佐藤光之助技官が目下計算中であるので、別の機会にゆずることにした。

山側の測線は河原の測線に対して、一部を除き電極間隔 a の小さいときに見掛比抵抗は小さく、 a が大きくなると比抵抗も大きい。すなわち、基盤の方が上層よりも抵抗が大きいのが特徴的である。大まかにいつて、第1測線にくらべると $a=5\text{m}$ を 40m に、 $a=10\text{m}$ を 20m に交換したような、丁度 a に対して対象的な形を示している。この現象の地質的意味はかなりむづかしい。それは表層の条件が河原とまったく異つているからである。そこで、少しく現象的に観察を進めよう。

第8測線と第14測線(第5, 8図)に上記の山側の測線の反対の特徴、すなわち河原の測線とおなじように浅いところが抵抗の大きくなる地域がある。もちろん、このことは傾向だけであつて、比抵抗の値は河原のものにくらべるとずっと大きい。この地域を測線上でおさえて点線で第8図に示している。この地質的意味は比較的明瞭で山崩れによる岩石の堆積を示すものと思われる。第8測線について、もう一つ注意すべきことは、 a の値の大きい(20m, 40m)ときの値が山を下るに従い大きくなり、すなわち $100\text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $230\text{ k}\Omega\text{-cm}$ になる。また、この測線の南端に当る第9測線(坑内、第6図)での比抵抗の値は $300\text{ k}\Omega\text{-cm}$ であることから推察すると、地形

吟味して深度を出す計算法を確立しなければならないのである



第8圖 第14測線図

的に突出しているこの地帯では水位面が低く、山崩れによつて二次的に生じたものであるという地質的推定(今井功氏報文参照)に一致する事実と考えられる。

坑内にとられた第9測線を地表と同じように計算した値が第6図Aである。この図だけからみると、坑口から8~9m 附近に表面の風化層との境が存在するように思われる。この境が存在しないことは地震探鉱の結果からも明らかであるが、こうした見掛上の値の変化の起るのは坑口附近では比抵抗値無限大である地表の影響によるものと考えられる。附録論文Iのごとく、上記の影響を考慮に入れて計算すると第6図Bの如く、中央部で少し低くなる曲線が得られ、特に大きな水平的な変化は認められない。そして、比抵抗値は大体 $350\text{ k}\Omega\text{-cm}$ で、ほかの地域にくらべて大きいことは前記の通りである。

第8測線の延長である第10測線(第7図)は山側の測線と河原の測線とを結ぶものである。面白いことに、前記のような山側の測線と河原の測線の相反する特徴が測点6番で偶然にも一点で交叉する。この点は直接露頭として見られないが河原に分布する花崗岩・石英斑岩質頁岩と山側のブロック化した岩石の境界と推定される点に一致することも興味深い。

b. 地震探鉱

河原の測線で地震探鉱を行つた目的は専ら基盤深度を求めることである。

まず代表的な測線として第1測線についてみよう。基盤の速度は $4.5\sim 5.0\text{ km/sec}$ 程度で、通常花崗岩の速度と考えられているものである。観測の精度を求めた

第 1 表

第1測線 爆破点番号	a	v_a (m/s)	Z (m)	$Z \times 1.2$ (m)	試錐記録より 推定される深 さ (m)
I	90	200	11.7	14.0	14
	60	200	10.3	12.4	15
II	110	100	10.9	13.1	
	120	100	7.5	9.0	13.5
III	120	100	7.5	9.0	
	IV	120	300	13.3	16.0

めに、おなじ測点、爆発点を用いて2回記録をとり、独立して読みとりを行つたが、その結果走時の読みとりにおいて $1/1,000$ 秒の誤差で一致した。従つて観測による誤差は大きくとも $0.002 \sim 0.001$ 秒とみてよい。

計算を簡単に考えるために、低速度層の速度を 300 m/sec として深さを折点(または屈曲点)から求めてみると、ほとんどの爆発点で $3 \sim 4 \text{ m}$ の深さになる。幸い、この測線上附近に3つの試錐点があり、その基盤深度にくらべると全般的に $1/2 \sim 1/3$ 浅く計算されており、このような大きな誤差では基盤調査の目的は達し得られないことになる。

私達は過去において、地震探鉱による基盤調査では、しばしば基盤深度が浅く計算されることを聞いている。従つて、この問題をさらに立ち入つて考えてみよう。

第1に試錐調査による基盤深度が走時曲線を正しく解析しても一致しないことはありうる。例えば、測線に直角の方向に強い傾斜を基盤がなしている場合、あるいは河底等によくみるように一部分特に深い割目や穴のある場合、たまたま試錐をそうした深い地点に下した時には走時曲線より解析して出した深さより大きくなるのは当然である。

次に解析の方法による場合であるが、今度の場合は主として解析の方法によるものと思われる。水平の二層としての計算で試錐結果と大きな相違を示したことはのべたが、こうした大きな誤差は基盤に多少の傾斜をつけても第1測線の走時曲線の範囲では大した変化はないし、また低速度層の速度をさらに小さい速度に仮定しても(低速度層を小さくすると基盤深度は大きく計算される)とても前にのべたような深さの大きな相違を訂正することにはならない。そこで、解析法の上で次の2つのことを考えてみた。その第1は低速度層の速度が垂直方向と水平方向に相違のある場合、第2は、いわゆるミラージュ(Mirage)現象がみられる場合である。

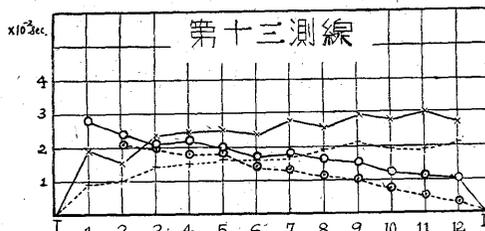
低速度層の速度に方向性のある場合の一般的なことがらについては、附録に詳しくのべてあるから参照していただくとして、低速度層の水平速度と垂直速度の比が $1:2$ とすると比が 1 とした場合に対して大体 2 割程度浅く計算したことになる。

次に、第2の場合、すなわち低速度層の速度が深さと共に増加する場合について考えてみよう。この場合、一次的な近似計算として、速度が深さに比例して増加するとすれば附録にのべてある方法により(この場合基盤は水平としている)基盤までの深さを求めることができる。第3図に示された第1測線の走時曲線は明らかにミラージュ現象と考へてよい形を示している。これを考慮して計

算してみると第1表のようになる。aの値は $90 \sim 120$ で、当然のことであるが油田地帯の第三紀層で 1.0 以下の値とくらべると特徴的である。最上部の地表の速度は $100 \sim 300 \text{ m/sec}$ で非常に遅い。ほとんど地表近くまで河水がきているので、水の速度 $1.2 \sim 1.4 \text{ km/sec}$ にくらべておそすぎるようにも思われるが、このことは今後さらに根本的に考えてみる必要な問題と思われる。

ミラージュを考慮して求めた基盤深度をZとしてあらわしてあるが、この値に速度の方向性を加味して 1.2 倍したものが第1表5行目の値である。試錐地点は丁度測線上の真上にあるわけではなく、またその点は爆発点からも外れているので、求められた5行目の値と必ずしも一致することは期待できない。しかし5行目と6行目を比較して判るように、第I爆発点では一致しており、第II、III爆発点では相当浅く計算されている。

前にものべた如く、計算された値は測線の真下の深さではなく基盤に法線を下したその長さである点等を考え合せると、この程度の相違はやむを得ない値かもしれない。



第9圖 第13測線圖

以上のはかにも、まだまだ立入つて研究してみなければならぬ問題は相当ある。例えば、大きな轉石がある場合、これをどういうふうに解析して行くか。勿論、私達の言つているのは、数学的にモデルを考へて、その影響をしらべることだけではなく、記象の上からどうしてこうしたことがらを描き出すかという技術的立場において問題にしているのである。

西岸の石英斑岩質岩石の上にとられた第13測線の走

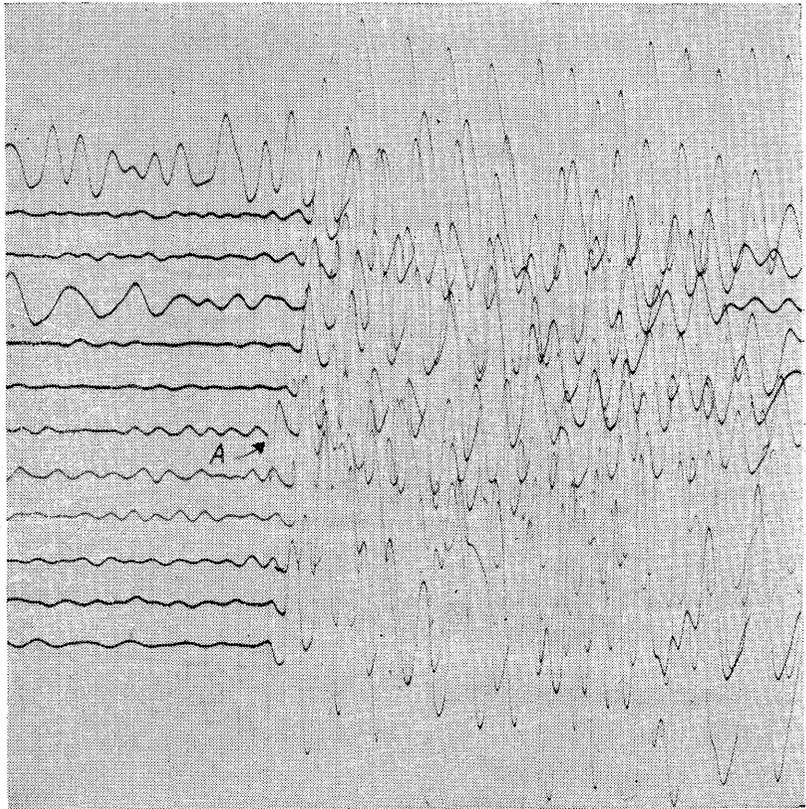
時曲線を第9図に示した。受振計の間隔は3mである。

この図における初動の向きは上であり、これが押しの方向であるが、その前に反対の下向きの初動らしいものが多い成分においてみられる。初動の向きに関しては早川正巳^{*}、および筆者等^{**}も前に発表したことがあるが、こうした多くの成分において起る例はめずらしい(第10図参照)。この逆向きの振れの初動の走時曲線を点線で示している。しかし、なぜこうしたことが起るか。現在のところこの事実だけを報告するに止めて、今後研究したい。

山側の測線は主としてダム建設予定地帯の表土下の岩質をしらべることが目的とした。いま山側の測線の代表的なものとして第5測線(第4図)を見よう。これでわかるようにほとんど1 km/sec以下の速度で河原の測線に見ら

れるような4 km/secにおよぶ速度の基盤は見え出されなかつた。もつとも、部分的にはかなり速いものもあるが。この地域の精密な地形測量は測定当時まだ完成されていなかつたので、これらの走時曲線から地下の構造を計算することはできなかつたし、また測量が完成していても第5測線(第10図)の走時曲線から構造を推定することはかなり困難でもある。むしろ、これからばつかり言えることは、山側の測線に見られる低速度層のかなり深い分布、および坑道の測線(第9測線)が示す1,000 m/sec内外のかなり一様な速度層の存在は前記の比抵抗測定結果より考えられるこの附近一帯大きな山崩れの地質構造(今井功氏報文参照)を裏書きするものと考えてよいであろう。そして、基盤の上に乗っているであろうと思われるブロック化された岩石の厚さはかなり厚く、今回測定した測線の長さでは信頼のおける深さを出すことはできなかつた。

第10測線(第7図)は電気探鉱の項にのべた如く花崗



第10図 第13測線の記録 震量375 gr. 受振点間隔3 m, フィルター1~2 初動の方向は上向き, A 點は爆破時刻(誤差1/1,000 sec 以内の電管使用)

岩・石英斑岩質岩とブロック化した岩石との境界と推定される点が明確に判るのであるが、走時曲線の上でも河の側の部分にはやい速度がみられる(爆発点 III は河中にとつてある)。そして境界は測点4~6附近に認められる。この測線を山上の方に(爆発点 II から I に向つて)さらに延長してとれば、境界面の角度、深さを知ることが可能であつたかもしれないが、不幸にして地形上測線をとることができなかつた。

一般にこうした山腹の地形の悪い所で地震探鉱を行うには種々の困難な条件がある。測定器械の運搬等とは別にしても、ここと堆積している土砂の厚さが——従つて、いわゆる低速度層が——非常に複雑に変化することである。速度300 m/secの速度層に1mの変化があつたとすると、時間的には速度3,000 m/secの速度層では10mの変化になるという簡単な理屈からもわかるように、この低速度層の変化をかなり正確におさえることが、この地域の如き地形のわるい所での地震探鉱にとつては本質的なことであることがわかつた。

この問題の解決策として2つのことが考えられる。そ

^{*} 早川正巳: 地震探鉱に関する研究, 地質調査所報告, 第137号, 1951年3月

^{**} 田治本鏡二, 筆者: 1951年, 春の地震學會講演

の第1は正攻法で非常に多くの爆発点を設けて、しらみつぶしに各受振点の低速度層の深さをしらべて行く方法である。しかし、このことは実際には作業上相当手間のかかる仕事である。第2の方法は振子棒—反射法において湿地、水田の如く地表がぶわぶわしている所では40~60サイクルの反射波が吸収されるので鉄棒を下の固い地層まで打ちこみ、その上の皿の部分に受振器をおくことがある。これを振子棒と言っている—を用いて極く遅い速度の層の下まで入れて、この影響を打ち消す方法である。いままでの経験によれば、ごく遅い速度の層(500 m/sec 以下)の厚さは湿地帯など特殊な所を除いてはほとんど浅い。従つて、この方法は割合に実用的である。しかし、礫などの多い所では振子棒を打ちこむことがむづかしいので小型の受振器を孔を掘つて地中につつこんでやるより仕方がないであろう。なお、振子棒を傳播する地震波の速度は 4,000 m/sec 程度である。

5. 結 論

栃木縣五十里ダム建設現場附近において地震および電

気探査を実施し、表土下の岩質を明らかにする資料をうることができた。なお本研究調査において土木方向への物理探査の應用に關して基礎的問題を明らかにした。

私達が目的とした第2問題、ダム建設上、特に調査当時問題になつていたダム中心線の最後の決定に対する地質的立場よりする意見に關しては、その担当者である芥川技官に調査の進行中、あるいはその後、各項でのべたようなことがらを報告し、その資料としていただいた。

第1の研究問題としては、基盤調査、あるいは岩質調査における技術的な問題を實際上の立場から提示し、その幾つかは解決されたが、なお多くは今後の問題として残された。

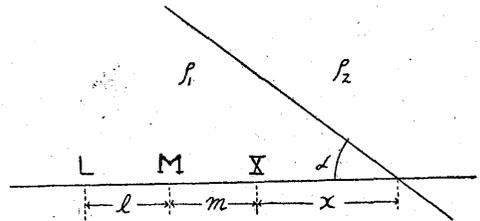
もちろん、土木方面の仕事に關する知識も乏しく、こうした方面の調査に経験も少ない私達のことであるから、その方面の立場から見れば問題のとりあげ方等に關しても批判すべき点があるし、また御批判をいただきたいと願つている。(昭和25年12月調査)

附録 I. 坑口附近における比抵抗測定について

1. 坑道内における電気探査(比抵抗法、自然電位法)は地表における探査の結果の解釈に対して有力な資料であることが判り、最近漸次盛んに行われるようになった。こうした探査の目的ではないが、栃木縣五十里地区のダム予定地における研究調査において、風化層の深さを知らるために掘られたダムサイトの横孔の中で2極法による比抵抗法を行つた。通常比抵抗を求める計算法は地表を平面として一定の抵抗の大地が下に向つて無限に拡がる場合について行われているので、坑道内における比抵抗測定の計算では別の仮定から出発しなくてはならない。その第1は導体内に抵抗無限大の円柱が延びていて、その柱壁にそつて電極をおいて測定したとき、その円柱が見掛け比抵抗におよぼす影響、第2は坑口附近では見掛け比抵抗が抵抗無限大の坑外の影響を相当受けるのでこの点を考慮することである。第1の問題は京大清野武が取扱つているのでそれにゆずり、ここでは第2の問題をとりあげたい。

2. 第2の問題は実は電気検層(Electrical Logging)の問題として解決されている*。すなわち第1図のように坑井と α の角をなして坑井が掘られており、その中に M, L (正負電流電極), X (電位電極) の3つの電極を移動させた場合には (a) L, M, X 共に ρ_1 (比抵抗) の地層にある場合、(b) L, M が ρ_1 内、X が ρ_2 内に

あるとき、(c) L が ρ_1 内に、M, X が ρ_2 内に、(d) L, M, X 共に ρ_2 の地層内にある場合について、それぞれ X における電位は計算されている。この計算はそのまま私達の場合に利用されるのであつて、特に ρ_2 は無



第 1 圖

限大と考えればよい。このときの X の電位は

$$V(\omega) = \frac{\rho_1 l}{4\pi} \left\{ \frac{l}{m(l+m)} + \frac{1}{\sqrt{4x^2 \sin^2 \alpha + 4xm \sin^2 \alpha + m^2}} - \frac{1}{\sqrt{4x^2 \sin^2 \alpha + 4x(l+m) \sin^2 \alpha + (l+m)^2}} \right\}$$

ただし、x は坑口から電流電極までの距離
二極法の場合には $l = \infty$ と考えることができるから

$$V(\omega) = \frac{\rho_1 l}{4\pi} \left\{ \frac{1}{m} + \frac{1}{\sqrt{4x^2 \sin^2 \alpha + 4xm \sin^2 \alpha + m^2}} \right\}$$

となる。坑口は大概山腹にとられているから α の値は $90^\circ \sim 45^\circ$ 程度の場合が多いであろう。従つて、 90° と 45° の2つの場合を計算しておけば実際にこうしたとき

* 例えば野口高：石油技術協會誌

にどう考えるかという目やすには充分である。

$$V\left(\frac{\pi}{4}\right) = \frac{\rho_1 I}{4\pi} \left\{ \frac{1}{m} + \frac{1}{\sqrt{2x^2 + 2xm + m^2}} \right\}$$

$$V\left(\frac{\pi}{2}\right) = \frac{\rho_1 I}{4\pi} \left\{ \frac{1}{m} + \frac{1}{\sqrt{4x^2 + 4xm + m^2}} \right\}$$

故に $\rho\left(\frac{\pi}{4}\right) = 4\pi R / \left\{ \frac{1}{m} + \frac{1}{\sqrt{2x^2 + 2xm + m^2}} \right\}$

$$\rho\left(\frac{\pi}{2}\right) = 4\pi R / \left\{ \frac{1}{m} + \frac{1}{\sqrt{4x^2 + 4xm + m^2}} \right\}$$

ただし $R = \frac{V}{I}$

一般に坑内で坑の大きさを無視すれば比抵抗の値は $\rho = 4\pi mR$ である。従つて

$$k\left(\frac{\pi}{4}\right) = \frac{\rho\left(\frac{\pi}{4}\right)}{\rho} = 1 / \left\{ 1 + \frac{1}{\sqrt{2(x/m)^2 + 2(x/m) + 1}} \right\}$$

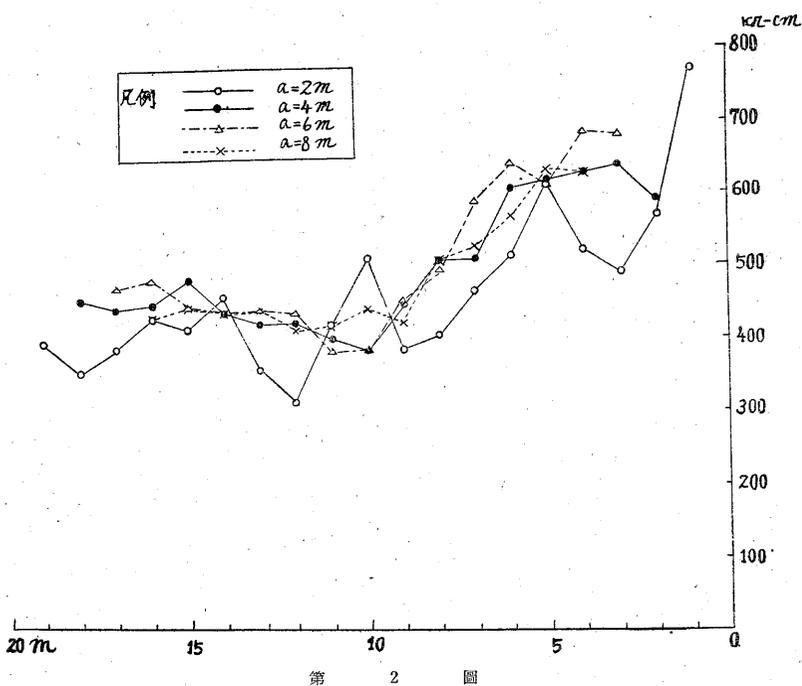
$$k\left(\frac{\pi}{2}\right) = \frac{\rho\left(\frac{\pi}{2}\right)}{\rho} = 1 / \left\{ 1 + \frac{1}{\sqrt{4(x/m)^2 + 4(x/m) + 1}} \right\}$$

とすれば k の値は坑口が見掛比抵抗におよぼす影響と

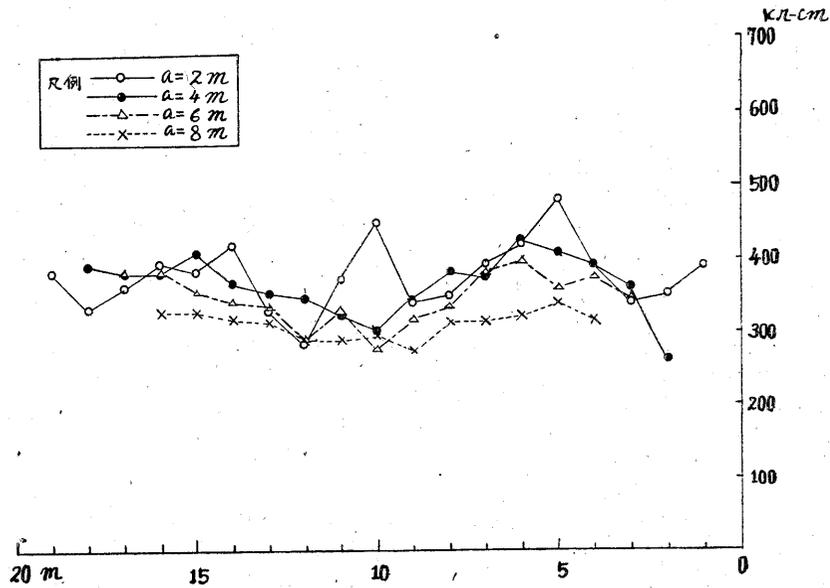
考えることができる。

上式から判るように k は x/m を単位にして k の $\frac{\pi}{4}$, $\frac{\pi}{2}$ に対する数を示したのが第4図である。すなわち x/m=0 のとき k は 0.5, x/m→∞ のときに k は 1 になる。

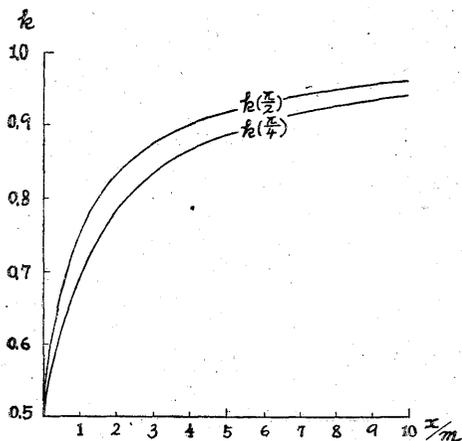
第1図から判ることは $\frac{\pi}{2}$ の場合と $\frac{\pi}{4}$ の場合とでは大した相違がないこと、従つて坑口における地形は餘程特別でない限り見掛比抵抗は大体第4図のような形で影響することが明らかになつた。すなわち極く坑口附近では $\rho = 2\pi mR$ とする地表での観測の場合の値に相当し、坑口からの距離が電極間隔の5倍ぐらゐになると k=0.9 程度になる。このことはもし坑口の影響を考えに入れ



第 2 圖



第 3 圖



第 4 圖

ないで $\rho=4\pi mR$ で計算すると 1割ぐらい大きく比抵抗の値を出すことになる。この条件は電極間隔を 10 m とすると坑口からの距離は 50 m になるから坑道の中で岩石の比抵抗の値を測定するときにはこの点は充分に考慮すべき問題である。

3. 第2, 3図は前記の五十里地区の坑内における測定の結果で, 第2図は坑外の影響を考えないで $\rho=4\pi mR$ の式で計算した結果である。これだけから見ると坑口から約 10 m ぐらいまで風化等により比抵抗値が相当大きくなっているようにも見えるが, 前述のような計算を試みると第3図の如く中央が少し低い値になつて風化の影響等は見られない。(本間一郎, 金子徹一)

附録 II. 地震波速度に方向性のある2層の場合の深度計算について

一般に岩石の速度に方向性のあることは実験的にも*, あるいは外国**の文献からも知られている。しかし, その資料は比較的少なく殊にごく新しい堆積層については見当らなかつた。数少ない資料から判ることは, 垂直方向の速度に対して水平方向の速度が大きいこと, 古い地層の岩石にくらべて新しい地層の岩石の方がその相違が大きいことである。いまその比を k とすると, その値は粘板岩* (東京都小河内では 1.04), 大理石* では 1.02 でほとんどいかに足りない程度であるが, 前記の外国文献によれば第三紀層では 1.3~1.4 と報告されている。

もし, k の値が 1 にくらべて相当大きい値を持つとすれば, 地震探鉱により基盤の深さを求める場合にはかなり影響があると思うので, 次にこの量的な関係を調べてみることにした。土木方面の問題を考える場合, k の値を新しい堆積層について測定することが第1の課題になるわけであるが, この点については近く別な機会に実験したいと考えている。

いま水平の2層で基盤の速度 v_1 については方向性を持たないものとする。これは前記の如く古い水成岩等では k の値がほとんど 1 に等しいからである。第1図に示す如く上層の水平方向の速度を v_0' , 垂直方向の速度を v_0 とし, $v_0'/v_0=k$ とすると垂直に対して i の角度で傳播する(上層中を)速度 v_0^i では

$$v_0^i = v_0 + (v_0' - v_0) \sin i \dots\dots\dots (1)$$

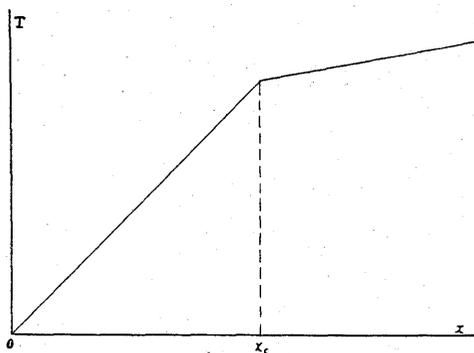
いま i を臨界角と考えると

$$i = \sin^{-1} \frac{v_0^i}{v_1} \dots\dots\dots (2)$$

ただし基盤の速度を v_1 とする

故に (1), (2) 式より

$$v_0^i = v_0 v_1 / v_1 - v_0 (k-1) \dots\dots\dots (3)$$



第 1 圖

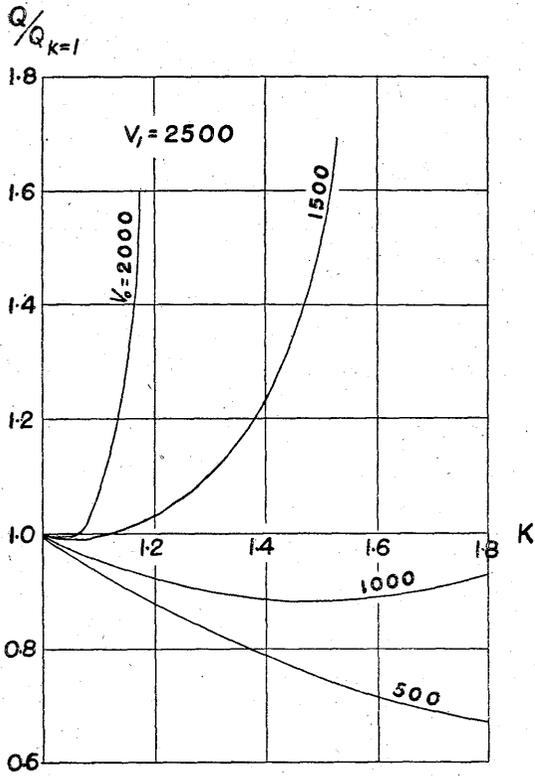
また上層を傳播する走時を T_0 , 基盤のそれを T とすると

$$T_0 = \frac{x}{v_0'} = \frac{x}{kv_0}$$

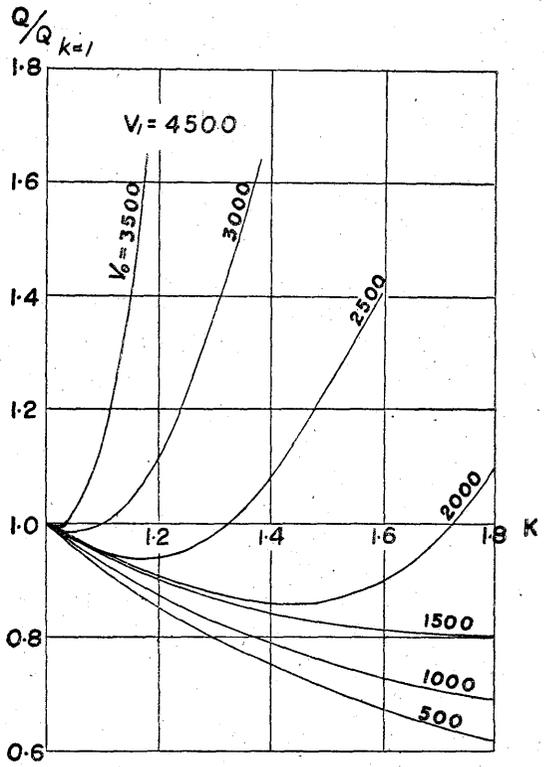
$$T = \frac{ab}{v_0^i} + \frac{bc}{v_1} + \frac{cd}{v_0^i} = \frac{x}{v_1} + \frac{2z}{v_0^i \cos i} - \frac{2z \sin i}{v_1 \cos i}$$

* 飯田淡事: 振動方法による岩石の弾性率測定, 地震, Vol. 13, No. 10, 昭和 16 年

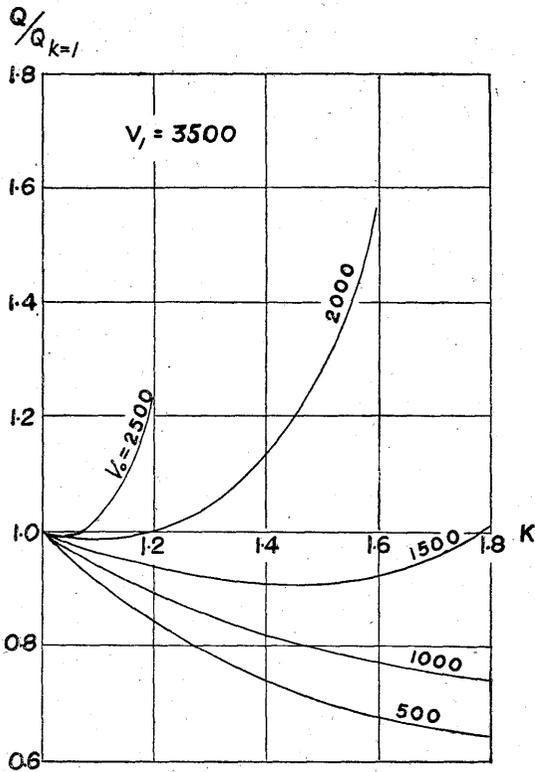
** Burton McCollum and F. A. Snell: Asymmetry of Sound, Velocity in Stratified Formations, Physics March, 1932; B. B. Weatherly, W. T. Born and R. L. Harding: Granite and Limestone Velocity Determination in Arbuckle Mountains Okla. Bull. A. A. P. G. 18 January, 1934.



第 2 圖



第 4 圖



第 3 圖

第1表 Q の値

$$Q = \cos i \frac{v_1 v_0^i (v_1 - v_0)}{k v_0 (v_1^2 - v_0^i)^2}$$

1. $v_1 = 2,500$ m/sec

k	v_0			
	500	1,000	1,500	2,000
1.0	.816	.653	.500	.334
1.2	.718	.607	.518	.647
1.4	.634	.582	.612	—
1.6	.582	.579	1.110	—
1.8	.548	.606	—	—

2. $v_1 = 3,500$ m/sec

k	v_0					
	500	1,000	1,500	2,000	2,500	3,000
1.0	.865	.743	.631	.527	.407	.277
1.2	.738	.664	.591	.528	.502	—
1.4	.648	.606	.578	.590	—	—
1.6	.581	.572	.582	.826	—	—
1.8	.561	.553	.638	—	—	—

3. $v_1=4,500$ m/sec

k	v_0							
	500	1,000	1,500	2,000	2,500	3,000	3,500	
1.0	.895	.798	.707	.619	.535	.448	.354	
1.2	.762	.698	.637	.582	.501	.498	.693	
1.4	.669	.630	.597	.541	.584	.781	—	
1.6	.598	.578	.573	.558	.775	—	—	
1.8	.543	.552	.568	.682	—	—	—	

いま Critical distance を x_c とすると深さ z は次の式で與えられる。

$$z = \frac{x_c}{2} \cos i \frac{v_1 v_0^2 (v_1 - v_0)}{k v_0 (v_1^2 - (v_0^1)^2)}$$

$$= \frac{x_c}{2} Q$$

たゞし $Q = \cos i \frac{v_1 v_0^2 (v_1 - v_0)}{k v_0 (v_1^2 - (v_0^1)^2)}$

このQは $k=1$, すなわち表土層の速度に方向性のない場合には $\{(v_1 - v_0)/(v_1 + v_0)\}^{\frac{1}{2}}$ に一致する値である。k の 1.0~1.8 の値に対して v_1, v_0 の種々の速度 (私達が実際に会うような値) の場合のQの値を第1表に、

また $k=1$ すなわち方向性のない場合に対する増減の比率 $Q/Q_{k=1}$ を第2, 3, 4図に示した。

もし同じ Critical distance x_c に対して

$$\frac{Z}{Z_{k=1}} = \frac{Q}{Q_{k=1}}$$

の関係があるから、この値が1より小さい値の場合には $k=1$ として計算した深さの値は浅く出し過ぎたことになる。

新しい堆積層下の基礎調査の場合等は第3図 ($v_1=3,500$ m/s), 第4図 ($v_1=4,500$ m/s) の $v_0=500$ m/s あるいは1,000 m/s に当るからQの値は0.8~0.9程度と見られる。従つて、速度の方向性を考えない場合には1,2割浅く計算したことになる。

なお、上層の速度と下層の速度の差があまりない場合には $Q/Q_{k=1}$ の値がかなり大きい値になる。しかし、こうした場合は下層もまた方向性を持つであろうし、あるいは速度の大きい場合には一般に前に述べた如くkの値は非常に小さくなるので実際上あまり問題にならないのではないと思われる。(金子徹一)

附録 III. いわゆるミラージュ現象のある場合の深度計算について

1. 現在、地震探鉱(屈折法)により浅い基礎調査が土木方面では広く利用されている。ところが、実際測定してみると堆積層の地震波の速度が一定であるような簡単でない場合がしばしばあり、こうしたとき速度が一定とするとかなり深度に誤差が生ずる。

速度が深度とともに変化するといつても、非常に複雑な場合について解析することはできないが、堆積層の速度を一定とする場合を第一次近似計算とすれば、それが深さと共に一次的に増加する場合は二次近似計算と考えることができよう。

もし、基礎が水平で表面層(堆積層)の速度が深さと共に一次的に増加するとき基礎の深さ h_0 を求める方法は既に明らかにされているが*, 浅い基礎調査の場合の如くその増加率の非常に大きい場合については従来の図表等が用いにくい点もあるので計算の方法を紹介しながら用い易い図表を附しておいた。

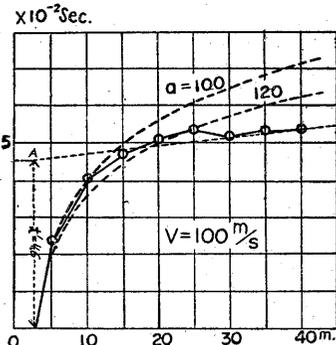
2. いま表面層(堆積層)の速度を v , 深さを h とすると $v = v_0 + ah \dots \dots \dots (1)$

であらわされ、従つて v_0 は極く地表面の速度であり、 a は増加率である。反射法の場合には a の値は1.0以上

になる場合はほとんどないが、基礎調査の場合には100以上になる場合もある。いま基礎が水平でその深度が h_0 , 速度を v_h ; 原点走時を t' とすると

$$t' = \frac{2}{a} \left[\cos h^{-1} \frac{v_h}{v_0} - \cos h^{-1} \frac{v_h}{v_0 + ah_0} - \sqrt{1 - \left(\frac{v_0}{v_h}\right)^2} + \sqrt{1 - \left(\frac{v_0 + ah_0}{v_h}\right)^2} \right] \dots \dots (2)$$

この式は $X(r) = \cos h^{-1} \left(\frac{1}{r}\right) - \sqrt{1 - r^2}$ なる補助函数を用いると



第 1 圖

$$t' = \frac{2}{a} \left[X\left(\frac{v_0}{v_h}\right) - X\left(\frac{v_0 + ah_0}{v_h}\right) \right] \dots \dots (3)$$

と書くことができる。この式の中で t', v_h は走時曲線

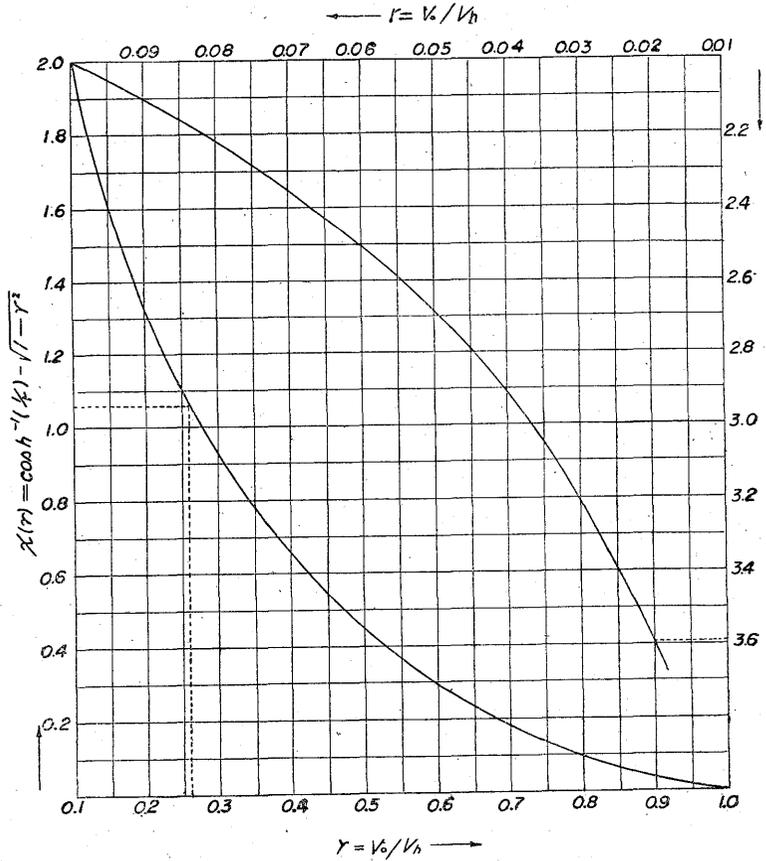
* 例えば Helland: Geophysical Exploration p540. 或は Dix, C. H.: Notes on Refraction Prospecting, Geophysics Vol. VI No. 4, 1941, 土木的な基礎調査には前者の方法の方がよいと思う。

から、 v_0 , a の値は次の
 べる方法により求めること
 ができるので (3) 式から基
 盤の深さ h_0 を求めること
 ができる。

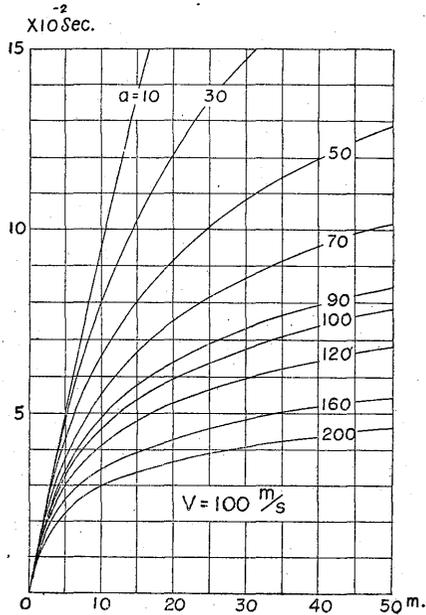
3. 次に v_0 と a とを求
 める方法であるが、いま走
 時を t 、爆発点と受振点と
 の距離を x とすると次の
 関係がある。

$$t = \frac{2}{a} \sin^{-1} \frac{ax}{2v_0} \dots \dots \dots (4)$$

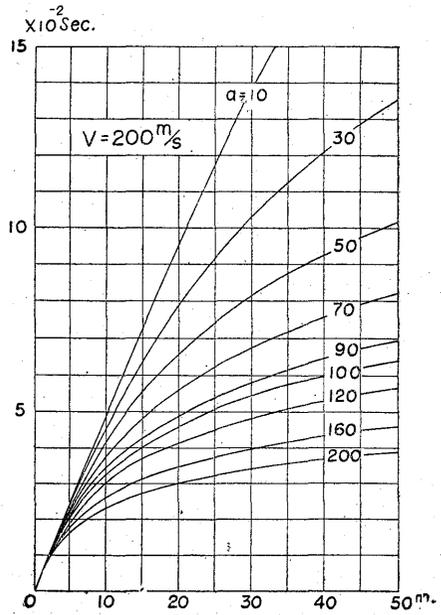
この式で判らないのは
 a , v_0 であるから 走時曲線
 から 2 点とり、それから決
 定すればよいのであるが、
 例えば第 1 図 (五十里ダム
 調査における実例) の如く、
 走時曲線は必ずしも正確に
 (4) 式で表現できるわけ
 ではない。このことは逆に、
 表面層の速度増加が深さに
 比例するという簡単な条件
 を満していないことを示し
 ているわけである。だから
 計算上の精度を知るために



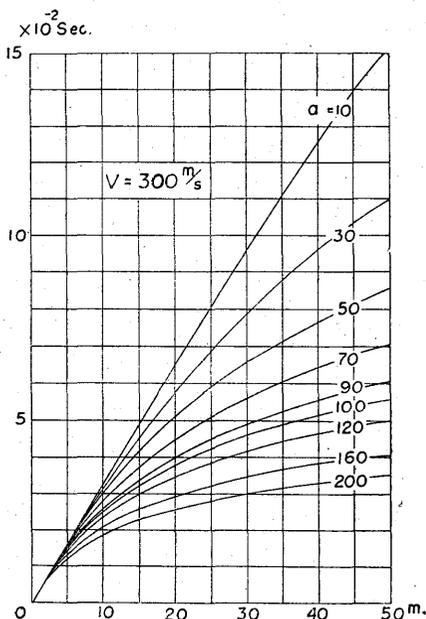
第 2 圖



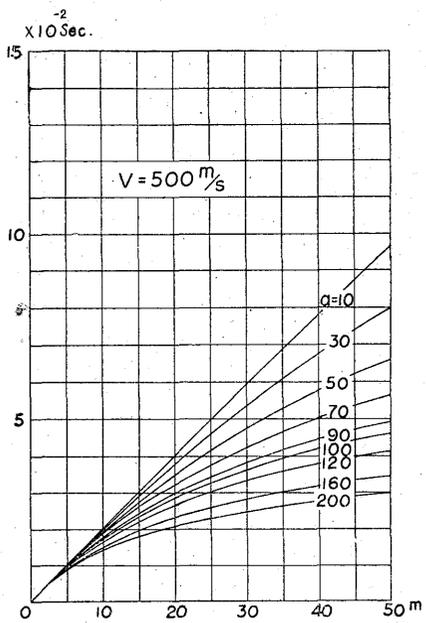
第 3 圖



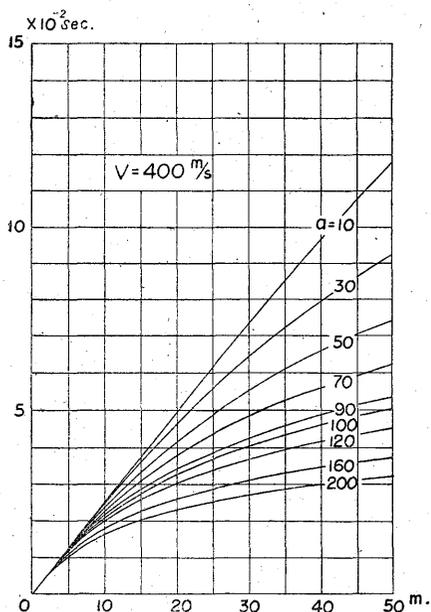
第 4 圖



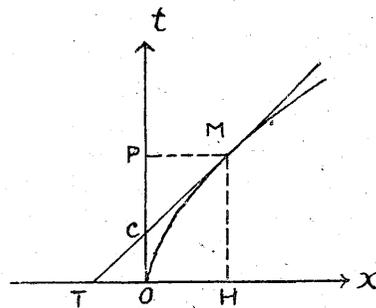
第 5 圖



第 7 圖



第 6 圖



第 8 圖

も第3図から第7図の如く v_0 および a の値を適当に想定した図を作っておき、これをオイルペーパーの如きものに描いて、実際の走時曲線に重ねて一番重ね具合のよい曲線をとつて a および v_0 の値をとるのがよいと思う。第1図は前記の如く実際の調査により得られた走時曲線である。これにオイルペーパーに描かれた上記

の図を重ね合わせると $v_0=100$ m/s (第3図) の内の $a=100$ か $a=120$ が最もよく一致する。そこで $V_h=5,000$ m/s, $v_0=100$ m/s, $a=110$, $t'=0.046$ s が決定される。なお v_0, a の値を決定する他の方法を参考のため末尾に附してある。

第1図と第3図より求められた v_h, v_0, a, t' の値を(3)式に代入すると

$$\frac{46}{1,000} = \frac{2}{110} \left[X \left(\frac{100}{5,000} \right) - X \left(\frac{v_0 + ah}{v_h} \right) \right]$$

ここで $X(0.02)$ は第2図から——点線がその値を示してある——3.59 であることがわかる。

$$\text{従つて } X \left(\frac{v_0 + ah}{v_h} \right) = 1.06$$

再び第2図から前と逆に r を求めると

$$\frac{v_0 + ah}{v_h} = 0.26$$

すなわち $h=10.9$ m

を求めることができる。

4. a の値は作図法によつても求めることができる*。
第8図において OM が走時曲線を示すものとし、任意の点Mにおける接線を TM としよう。いま $\lambda = (dx/dt)/x/t$

* Jean, M. Goguel: Seismic refraction with variable Velocity Geophysics, Vol. XVI, No. 1, 1951.

なる変数を考えると

$$\frac{dx}{dt} = \frac{MH}{TM}, \quad \frac{x}{t} = \frac{OH}{OP}$$

であるから $\lambda = TM/CM$ で求めることができる。他方 $\lambda = (at/2)/\tan(at/2)$ であることがわかっているから予めこの数表あるいは図表を作つておけば a を求めることができる。
(川島威, 金子徹一)

553.611 : 550.8 : 509(522.5) : 622.19

熊本縣天草陶石鉱床調査報告

上野三義*

Résumé "Amakusa" China-stone Deposits, Kumamoto Prefecture

by

Mitsuyoshi Ueno

The "Amakusa" China-stone deposits having an extensive development along the western coastal area of the Amakusa Island, Japan, are the most famous and important suppliers of raw material for chinaware use in Japan.

They are kinds of altered liparite dikes bleached by an action of some shallow seated hydrothermal solution, and occur as dike swarm cutting Tertiary and Pre-Tertiary formations.

The ore is principally composed of quartz, sericite, kaolinite and feldspars in the enumerated order, with the subordinate constituents such as siderite, limonite, and pyrite. High grade ore is characterized by high content of sericite, practical absence of iron bearing minerals, as well as by somewhat silky luster. The ore is mined by both underground and open method, and classified by hand picking into three by order of grades.

Chemical composition of typical ore is given as follows:

SiO ₂	75.90	K ₂ O	3.03
TiO ₂	0.04	Na ₂ O	0.39

* 廣島駐在員事務所

Al ₂ O ₃	15.89	MnO	tr
Fe ₂ O ₃	0.09	SO ₃	0.03
FeO	0.28	H ₂ O (+)	0.42
MgO	0.07	Total	99.71
		SK25	

(Analyst: K. Maeda and T. Yamada 1948)

Although the ore reserves totaled in the area is very large, reading up to about 20,000,000 metric tons, the yield of recovery being low, because, higher grade ore has been mostly exploited in recent several decades by many open pits.

Improvements of underground mining method now undertaken in the area, prospecting of the unexploited area, and utilization of the low grade pyritic ore are the most urgent technical problems to be dissolved.

要 旨

「天草陶石」鉱床はリソイダイト質石英粗面岩が熱水溶液の作用により「陶石化」したもので、熊本縣天草郡天草下島の都呂々村、下田村、高浜村に跨り、海岸線に沿つて南北方向に長く延びる広い地域に結晶片岩、先第三紀層および古第三紀層を貫いて多くの岩脈状をなして発達する。

陶石脈の方向は NE~SW と NW~SE 性に大別され、相互に雁行または平行配列を示し、断層系統の方向と一致し原岩は地質構造上の弱線に沿つて貫入したものと推定される。

鉱床の賦存地域が広範囲に亘るために「陶石化」の進捗程度に若干の差異を生じているが、全般的に脱色と絹雲母化作用で特徴づけられる。

鉱体は最大延長約 7 km から最小 30 m まで大小の規